

TARTU ÜLIKOOL
LOODUS- JA TEHNOLOOGIATEADUSKOND

Ökoloogia ja Maateaduste Instituut

Geoloogia osakond

Kaidi Sarv

**SALAJÕE KARSTIALA UURINGUD GEORADARI JA
ERITAKISTUSE MEETODI ABIL**

Bakalaureusetöö (12 EAP)

Juhendajad: Jüri Plado

Argo Jõelett

Kaitsmisele lubatud

Juhendaja

allkiri, kuupäev

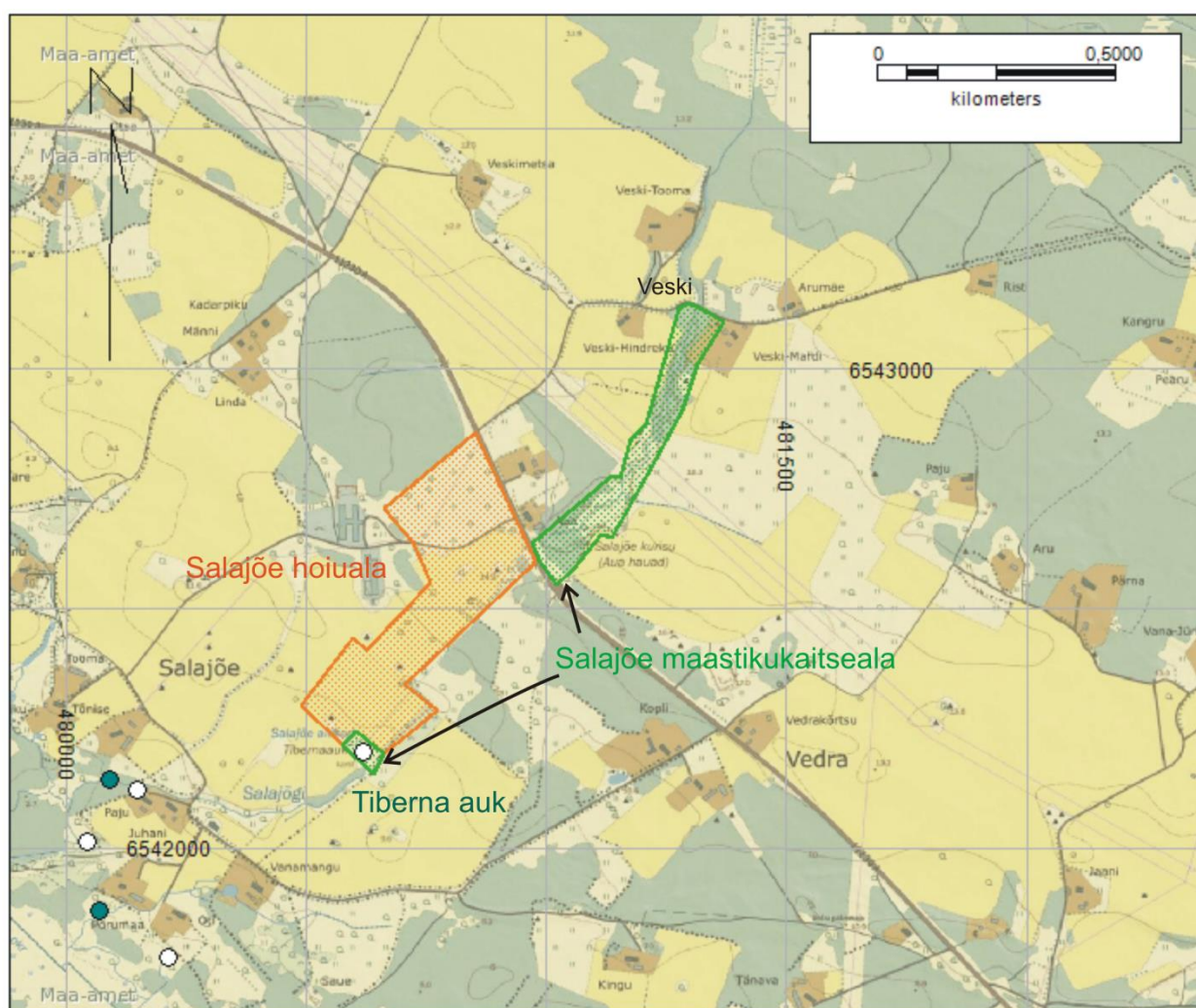
Tartu 2015

Sisukord

1	Sissejuhatus	3
2	Valdkonna ülevaade	5
2.1	Karstialad.....	5
2.2	Salajõe karstiaala	5
2.3	Geofüüsikalised meetodid	7
2.4	Georadar	7
2.5	Eritakistuse tomograafia.....	8
3	Materjal ja metoodika	11
3.1	Välitööd.....	11
3.2	Radaritööd karstialal ja saadud andmete interpreteerimine	12
3.3	Elektrometrilised tööd karstialal ja saadud andmete interpreteerimine	15
4	Tulemused	18
4.1	Georadar	18
4.2	Elektrometriliste mõõtmiste tulemused.....	21
5	Arutelu.....	24
6	Kokkuvõte ja järeldused.....	30
7	Tänuavaldused	31
8	Studies of Salajõe karst area using ground-penetrating radar (GPR) and electrical resistivity tomography method.	31
9	Kasutatud kirjandus.....	33

1 Sissejuhatus

Salajõe on Lääne-Eesti suurim karstiaala, mis asub Ordoviitsiumi lubjakivi Pirgu lademe avamusel Lääne maakonnas Lääne-Nigula vallas. Karstiaala on 20 ha suurune karstihäilude ja –lehtrite ala, kus salajõgi maa alla kaob. Neeldumisala on 600 meetrit pikk ja 100 meetrit lai org. Jõgi väljub suurvee ajal Tiberna jõe nime all 600 meetrit viimastest neeldumislehtritest edelas (Müür, 2005). Piirkond võeti aastal 1964 kaitse alla. Aastal 2001 moodustati Salajõe maastikukaitseala, mis koosneb kahest eraldi tükist, mida ühendab Salajõe hoiuala (joonis 1). Neid kahte ala soovitakse ühendada ühtseks maastikukaitsealaks.



Joonis 1. Salajõe maastikukaitseala ja hoiuala. Valged täpid tähistavad ajutisi allikaid, sinised täpid alalisi allikaid. Kaardil olevate allikate asukohad põhinevad kohapealsetel vaatlustel ja Heinsalu (1984) andmetel. Taustal Maa-ameti Eesti põhikaart.

Aastal 2010 koostati Salajõe kaitsekorralduskava (Puurmann *jt.*, 2010), mis hõlmas nii Salajõe maastikukaitseala kui ka hoiuala. Selle koostamiseks viidi läbi rida erinevaid keskkonnauuringuid, et koguda teavet kaitstava loodusväärtuse kohta ning selle võimalike ohtude ja kaitsmise võimaluste üle. Uuringute hulka kuulusid ka karstialale rakendatavad geoloogilised uuringud, mis pidid andma täiendavat infot karstiala geoloogia ja vee liikumise kohta.

Käesolev bakalaureusetöö on osa Salajõe geoloogilistest uuringutest, mille eesmärgiks on uurida Salajõe maa-aluse vee liikumise teekonda ning karstisüsteemi veesisaldust kuivemal ja niiskemal perioodil. Selleks kasutatakse georadarit ja eritakistuse tomograafiat. Georadariga uuritakse pinnakatte paksust ja koostist, eritakistuse tomograafiaga pinnakatte paksust ning aluspõhja elektrilisi omadusi (sõltuvad koostisest, poorsusest ja veesisaldusest). Varasemad geofüüsikalised uuringud Salajõe karstiala kohta puuduvad.

2 Valdkonna ülevaade

2.1 Karstialad

Karstialadele on iseloomulikuks tunnuseks peamiselt karbonaatsete või evaporiitsete kivimite lahustumisel tekkinud kindlat tüüpi morfoloogia. Karstisüsteemi ülesehitus võib olla üsna keeruline. Selle tõttu uuritakse karstialasid geomorfoloogiliste, geoloogiliste, hüdrogeoloogiliste, geotehniliste, arheoloogiliste ja keskkonnauuringute käigus (Chalikakis *et al.*, 2011).

Maa-aluste tühimike kindlakstegemine on tähtis paljudes geotehnilistes projektides. Lisaks on karstisüsteemis leiduvad veesooned mageveevaruks mitmes maailma piirkonnas (Chalikakis *et al.*, 2011; Carrière *et al.*, 2013). Samas on kivimi maatriksi ja lõhede tõttu vähe teada küllastumata tsooni veejuhtimise mehhanismist. Karstisüsteemi keerukus teeb karstivete kasutamise ja kaitsmise raskeks. Klassikalises hüdrogeoloogias kasutatavad uurimismeetodid (puuraugud, pumpamistestid jne.) on üldiselt karsti veesoonte uurimiseks ebasobilikud, sest neid tulemusi ei saa rakendada kogu karstialale (Chalikakis *et al.*, 2011).

Kui karstumise algetappides esinevad pindmised karstinähud, nagu karrid ja kivimilõhed, siis nende edasi arenemisel saab agressiivne kivimit lahustav vesi liikuda aina sügavamale kivimi sisse. Karstumise protsess liigub aina jõudsamalt edasi, mida rohkem lõhesid kivimis esineb. Lõhede hargnemis- ja ristumiskohtades on kivimi lahustumine eriti soositud, mistõttu võivad sinna tekkida ka suuremad tühemid nagu karstikoopad. Neist võivad edasi areneda mitmesuunalised ja keerukad käigud. Tihti muutub veehulk koobastes vastavalt aastaajale. Veerohkel ajal võivad koopad olla veega täidetud kas osaliselt või tervikuna. Salajõed moodustuvad tihti, kui koopad ja muud tühimikud on omavahel ühendatud ning esineb sobiv põhjakalle, mis annab veele kindlasuunalise voolu. Salajõgede eksisteerimine omakorda kipub maa sees kiirendama teiste karstivormide arengut (Pirrus, 2007).

2.2 Salajõe karstiala

Salajõe esmakirjeldus pärineb E. Eichwald'i poolt 1854. aastal. Hiljem on mitmed teised autorid Salajõe detailsemalt kirjeldanud (näiteks: Vilberg, 1921, 1923; Moor, 1933; Talu, 1968). Kõige ülevaatlikuma Salajõe karstiala kirjelduse on koostanud Heinsalu (1984), kes jaotas Salajõe kolmeks lõiguks: i) kuni Veski küläni voolav maapealne jõgi (Salajõgi?); ii) Veski külast alates maa alla kaduv ja Tiberna august taas maapinnale tulev jõeosa; iii) Tiberna nime all (vahest

kutsutakse endiselt Salajõeeks) voolav jõgi (joonis 1). Jõe neeldumisala on 600 m pikk, kuni 100 m lai ning kuni 7,5 m sügav karstiorg, kus leidub erineva arengustaadiumiga karstilehtreid. Suurimad nendest on kuni 50 m pikad ja 20 m laiad ning 3 – 4,5 m sügavad (fotod 1). Suviti on org kuiv, sest vesi kaob maa alla oru esimestes karstilehtrites. Kevaditi, kui vooluhulk ületab neelamisvõime, võib vett näha kogu oru ulatuses. Võib arvata, et jõgi on maa all väga hargnenud. Sellele viitab väga väheste karstivormide ilmnemine maapinnal lõigus ii.

Karstialast edelasuunas leidub nii alalisi kui ajutisi allikaid. Ajutistest allikatest, näiteks Tiberna august, voolab aasta jooksul vett vaid mõni nädal (fotod 1). Alalised allikad paiknevad rühmiti Salajõe külas ja sellest lääne pool asuvatel karjamaadel, kus maapind on neeldumisalast umbes 6 m madalamal (joonis 1).



Foto 1. Üleval vasakul ja paremal on Salajõel paiknevad karstilehtrid 20.03.15. All on Tiberna auk 20.03.15.

2.3 Geofüüsikalised meetodid

Geofüüsikalised meetodid iseloomustavad geoloogiliste struktuuride füüsikaliste parameetrite variatsioone, millest iga parameeter on seotud ühe või mitme füüsikalise omadusega (Chalikakis *et al.*, 2011). Kivimite erinevad füüsikalised omadused, nagu näiteks elektrilised ja elastsed omadused, lubavad kasutada erinevaid geofüüsikalisi meetodeid. Karstialade uuringutel on näiteks kasutatud gravimeetrilisi uuringuid, eritakistuse tomograafiat, georadarit ja seismilisi uuringuid (Martínez-Moreno *et al.*, 2014).

Keerukas karstipiirkonnas võib ühest meetodist väheseks jääda. Seda eelkõige selle tõttu, et iga meetod põhineb ainult mingil kindlal füüsikalisel omadusel ning erinevad keskkonnaolud võivad salvestatud andmestikku varjutada. Selleks, et vähendada ebamäärasust ja vältida ühel meetodil põhinevaid võimalikke valesti tõlgendamisi, kombineeritakse karstialade uuringutel mitmeid meetodeid (Chalikakis *et al.*, 2011; Martínez-Moreno *et al.*, 2014; Šumanovac ja Weisser, 2001). Samas jääb karstiala geofüüsikaliste andmete interpreteerimisel keeruliseks keskkonnaks, eriti mis puutub karstisüsteemi piiritlemisse ja heterogeensuste kirjeldamisse (Chalikakis *et al.*, 2011). Seetõttu jääb adekvaatsete meetodite valik vastava uuringukoha keskseks (Carrière *et al.*, 2013; Šumanovac ja Weisser, 2001). Geofüüsikaline tagasiside sõltub ka sihtmärgi suurusest, selle suhtest oma sügavusega ja füüsikaliste omaduste kontrastist ümbritseva keskkonnaga. Karstitunnused on tavaliselt väikesemõõtmelised, välja arvatud koopad, mis võivad olla suured, aga tihti asuvad need suurematel sügavustel. Geofüüsikaliste meetodite tulemused olenevad ka karstisüsteemil lasuvatest setetest. Nende paksus ja koostis (lõimis, tihedus, veesisaldus jne.) võivad märgatavalt muuta uuritava pinnase näilisi füüsikalisi omadusi. Kui üldiselt on karstisüsteeme katvad setted geofüüsikalistel uuringutel pigem segavad, siis setteid endid uurides saab määrata karstisüsteemi haavatavust (Chalikakis *et al.*, 2011).

Georadar ega eritakistuse tomograafia iseseisvalt ei pruugi pakkuda piisavalt sisukat kirjeldust karstikeskkonna geoloogiliste struktuuride kohta. Samas aga võib nende meetodite tulemuste kombineerimine anda palju täpsemaid geoloogilisi interpretatsioone võrreldes ainult ühe meetodi kasutamisega (Carrière *et al.*, 2013).

2.4 Georadar

Georadar on seade, mis näitab maapinnalähedast maasisesest struktuuri. Seda meetodit on edukalt rakendatud jää paksuste kaardistamisel, vee sügavuse mõõtmisel järves, aluspõhja

kõrguse, pinnase stratigraafia ja põhjavee taseme mõõtmisel, aga ka tühimike leidmisel ja karstitunnuste määramisel (Davis ja Annan, 1989). Selle meetodiga annavad uuringutulemused maapinnalähedasest situatsioonist hea lahutusvõimega pilte ning seega pakuvad asjakohast geoloogilist informatsiooni, nagu näiteks maapinna kihilisus ja lõhelisus. Georadariga võib kindlaks teha alates mõne sentimeetri kuni mitme meetri suuruseid objekte (Davis ja Annan, 1989). See teeb ka selle tehnika kasutamise populaarseks maapinnalähedaste karstitunnuste (tühimike, kanalite ja lõhede) leidmisel (Carrière *et al.*, 2013).

Radar toodab lühiajalise kõrgesagedusliku (10 – 2000 MHz) elektromagnetilise impulsi, mis suunatakse pinnasesse. Radarilaine levik ja kiirus olenevad pinnase elektrilistest omadustest, nagu aine dielektriline läbitavus ja voolujuhtivus. Geoloogiliste materjalide elektrilisi omadusi kontrollib peamiselt veesisaldus. Kivimi puhul on radar tundlik kivimi tüübi ja selle veesisalduse suhtes. Osa saadetavast elektromagnetilisest impulsist peegeldub maasiseste elektriliste omaduste muutuste piiridelt. Peegeldunud lained püütakse radari vastuvõtuantenniga kinni, siis need võimendatakse, digitaliseeritakse ja salvestatakse. Osa elektromagnetilisest impulsist aga kandub läbi pinnase edasi ja hajub geoloogilises keskkonnas (Davis ja Annan, 1989).

Georadari tulemuste kasutamine on piiratud, kui karstiaala kattev materjal on hea elektrijuhtivusega. Heaks elektrijuhiks võib olla savirikas muld või moreen (Carrière *et al.*, 2013; Chalikakis *et al.*, 2011). Maa-alused karstistruktuurid võiksid olla tühimikud, mis on täidetud õhuga, veega või veega küllastunud setetega. Võrreldes ümbriskivimiga, peaksid sellised moodustised andma elektriliste omaduste erinevuste tõttu tugevaid radarilaine peegeldusi (Chamberlain *et al.*, 2000) ja/või võiksid radargrammil anda kivimisisese (või –pealse) hüperboolide rea.

2.5 Eritakistuse tomograafia

Elektrilisi geofüüsikalisi uuringuid on kasutatud hüdrogeoloogilistes, keskkonnavalastes ja geotehnilistes rakendustes (Roth *et al.*, 2002; Šumanovac ja Weisser, 2001). Eritakistuse tomograafiat peetakse madalaresolutsiooniliseks tehnikaks (Carrière *et al.*, 2013). Laiaulatuslikku elektrilise tomograafia eksperimenti saab üldiselt edukalt läbi viia muuhulgas piirkondades, kus kivimite elektrilised omadused on väga varieeruvad (Storz *et al.*, 2000). Seda meetodit nähakse ka väärtusliku tööriistana geotehnilistel uuringutel piirkondades, kus karstivormid on kaetud savika pinnakattega (Roth *et al.*, 2002).

Eritakistuse tomograafia korral pannakse maasse suurel hulgal elektroode. Iga mõõtmise käigus juhitakse kahte elektroodi, mida nimetatakse toiteelektroodideks, madalsageduslik vahelduvvool (vahel ka alalisvool). Kaks teist elektroodi, mida nimetatakse vastuvõtuelektroodideks, mõõdavad voolust tingitud potentsiaalide vahet. Iga elektrodokonfiguratsiooni korral paiknevad toiteelektroodid ja vastuvõtuelektroodid erinevatel suhtelistel vahekaugustel. Mõõtes aga maasse juhitud voolu tugevust ja potentsiaalide vahet ja teades elektrodide kaugusi üksteisest, saab arvutada näiveritakistuse väärtusi. Erinevad elektrodokonfiguratsioonid võimaldavad määrata näiveritakistusi erinevatel külgnematel positsioonidel ja sügavustel. Hiljem kasutatakse inversioonimeetodit, et leida näiveritakistustest pinnase võimalikud tegelikud eritakistuse väärtused.

Karstialade uuringutel kasutatakse kahe- ja kolmedimensionaalset eritakistuse tomograafilist meetodit. Kahedimensionaalsete uuringute korral luuakse uurida soovitud alal sirge elektrodide liin, kolmedimensionaalsete mõõtmiste korral aga elektrodide võrgustik. Kahedimensionaalsed eritakistuse tomograafia uuringud on piiratud, kui aines omab suurt struktuurset keerukust ja heterogeensust. See on ka hoiatus keeruliste keskkondade korral tomograafia tulemuste üleinterpreteerimise eest. Kolmedimensionaalne eritakistuse tomograafia suudab anda kahedimensionaalsetest mõõtmistest paremaid eritakistuse mudeleid. Samas on kolmedimensionaalne eritakistuse meetod ka kallim ja töömahukam (Carrière *et al.*, 2013).

Erinevatel perioodidel aasta vältel võivad veesisalduse erinevuse tõttu ühe ja sama materjali eritakistuse väärtused olla märkimisväärselt erinevad. Veesisalduse muutlikkuse tõttu ei tohiks aluspõhjativimitele anda mingit kindlat eritakistuse väärtust (Roth *et al.*, 2002). Samas on aga kindel, et õhusisaldusega tühimikke nähakse tomograafia mudelites kõrgete eritakistuse väärtustena ja veega täidetud tühimikke madalate väärtustena (Martínez-Moreno *et al.*, 2014). Eeldatavasti on kuivemal perioodil maa-alused karstitühimikud veevaesed, mis peaksid seega elektromeetrilistel läbilõigetel peegelduma piirkondadena, kus on võrreldes ümbritseva keskkonnaga kõrgemad eritakistuse väärtused. Samas kevadise suurvee ajal võiksid karstitühimikud olla veega täidetud. Kuna vesi juhib elektrit paremini kui õhk, siis peaksid ka eritakistuse väärtused olema vee puhul väiksemad.

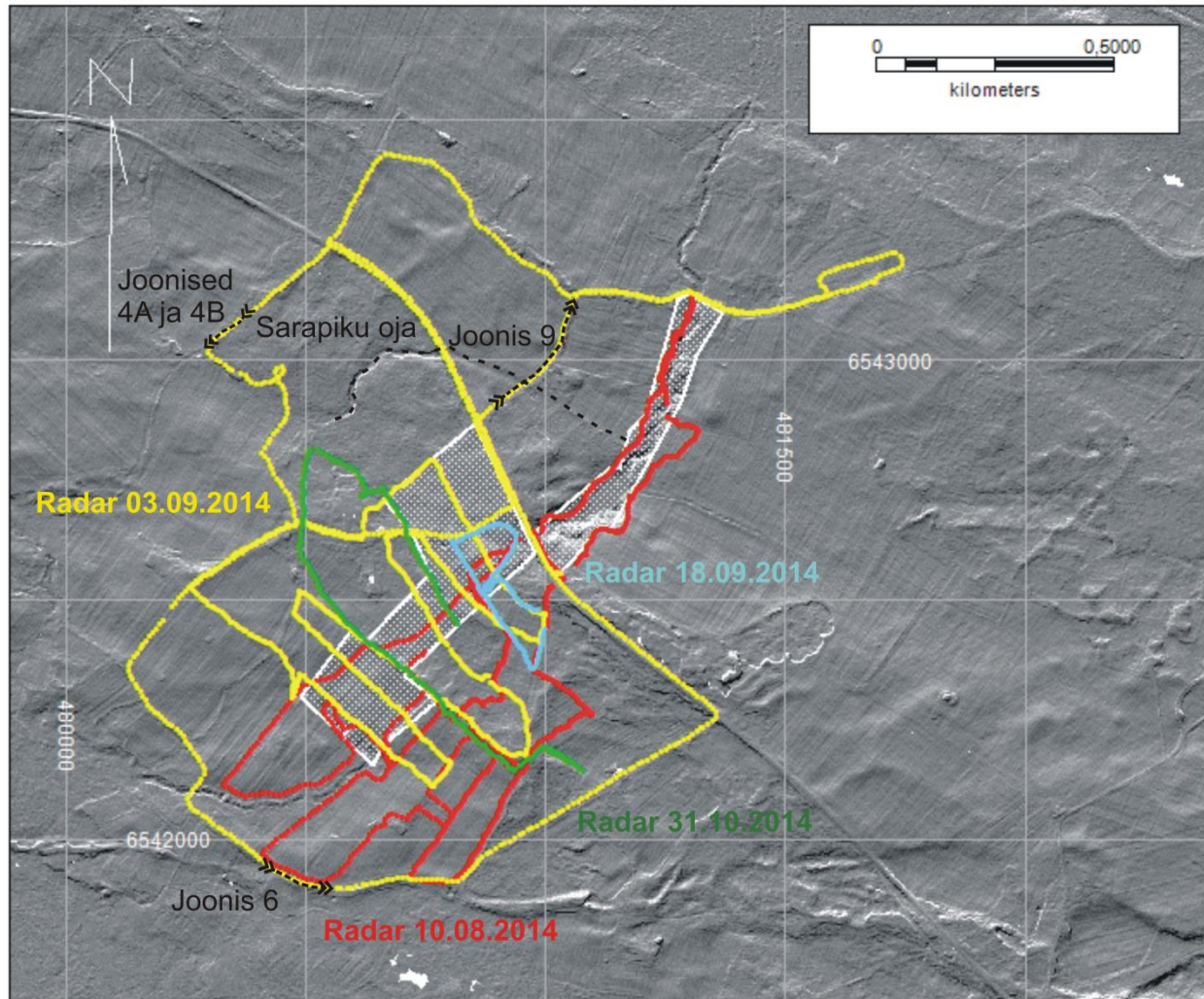
Uuringute usaldusväärsus oleneb mitmest tegurist, näiteks liini orienteeritusest ning elektrodide ja liinide omavahelisest kaugusest. Näiteks, mida laiemalt on elektrodid paigutatud, seda

sügavamat keskkonda uuring iseloomustab, kuid samas väheneb detailsus. Seega oleneb elektrootide paigutusest uuringu ulatus ja detailsus. Uuringusügavus on teoreetiliselt piiramat, kuid kvaliteet väheneb elektrootide vahemaa suurenedes (Roth *et al.*, 2002).

3 Materjal ja metoodika

3.1 Välitööd

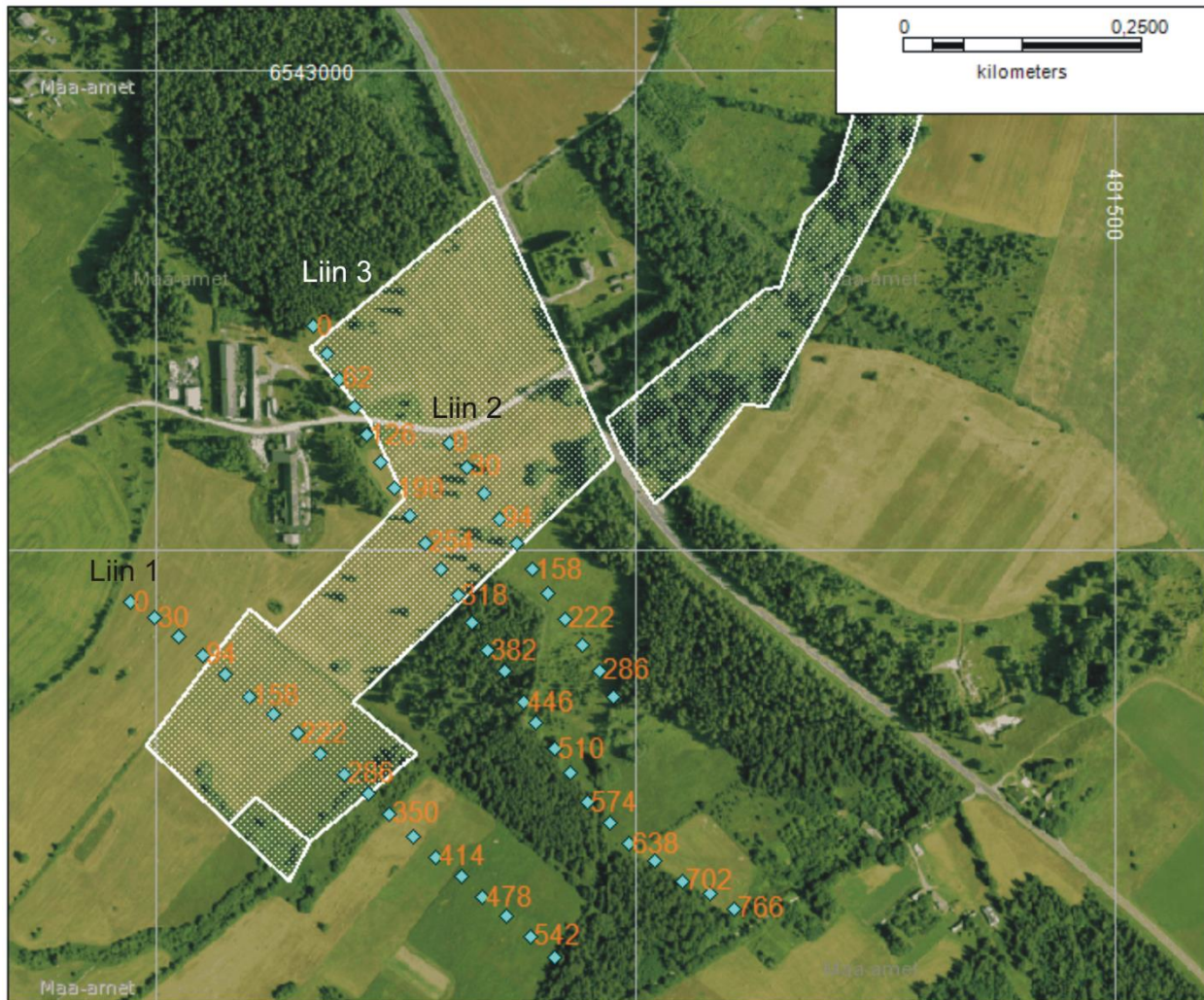
Karstiaala uuriti georadariga aastal 2014 (10. augustil, 03. septembril, 18. septembril ja 31. novembril). Radaritööde käigus koostati karstiaala ning selle lähiumbruse kohta radariprofiile kogupikkuses 21,2 km (joonis 2).



Joonis 2. Radariprofiilide asukohad Salajõe karstialal ning selle lähiumbruses.

Saadud andmeid täiendati elektromeetriliste profiilidega (joonis 3). Sügisel (18. september ja 31. oktoober) mõõdeti kokku kolm profiili (Profiilid 1, 2 ja 3) ja 2015 kevadel (20. märts) korrati profiili number 3. Elektromeetrilisi profiile mõõdeti kogupikkusega 2,32 km. Lisaks, olles georadari kõrval alternatiivne geofüüsikaline meetod karstialade uurimisel, sai elektromeetrilise

meetodiga uurida karstipiirkonna suhtelist veesisaldust kuivemal (sügisese) ja veerohkemal (kevadisel) perioodil, andes parema pildi Salajõe karstiala olemusest. Käesoleva töö autor osales kõigil välitöödel peale 10. augusti ja 3. septembri oma.



Joonis 3. Elektromeetriliste liinide asukohad. Oranžis toonis märgitud GPS'iga mõõdetud kaugus (meetrites) liini nullpunktist. Taustal Maa-ameti ortofoto.

3.2 Radaritööd karstialal ja saadud andmete interpreteerimine

Radaritöid Salajõe karstialal tehti Radar Systems Inc poolt valmistatud georadariga Zond 12e. Kõndimiskiirusel (põldudel, heinamaadel ja metsas) kasutati elektromagnetlainete sagedust 300 ja 500 MHz ning aeglase autosõidu kiirusel (maanteedel ja kohalikel kruusateedel) 100MHz. Radarikomplekti positsioneerimiseks kasutati integreeritud mõõteratast ja GPS-antenni

(asukohamäärangu viga kuni 3 m avatud vaateväljas, kuni 10 m metsas). Tagasipeegelduvat signaali mõõdeti 200 ns jooksul iga 5 või 10 cm tagant.

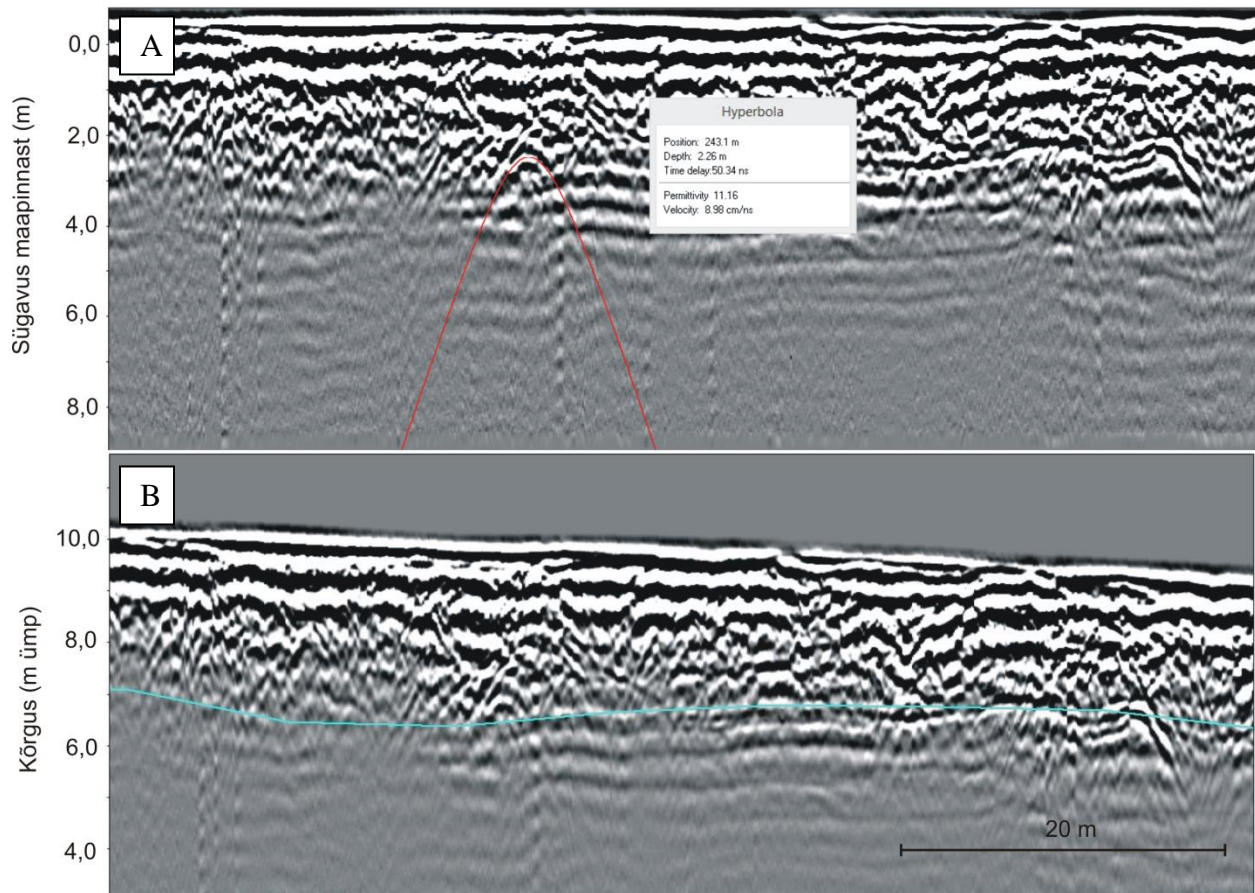
Andmeid töödeldi “Prism2” tarkvara abil kasutades erinevaid filtreid. Funktsiooniga “võimendus” (*gain*) võimendati sügavamalt pinnasest peegeldunud signaale. Funktsiooniga “sagedusfilter” (*ormsby bandpass*) sai valida elektromagnetlainete sageduste vahemikku, mida sooviti säilitada. Antud uuringu käigus saadud radargrammidelt võis selgema pildi saada madalasageduslike elektromagnetlainete eemaldamisel (enamasti alla 60 MHz). Järgmiseks oli vaja programmis paika panna keskkonna permittiivsus ehk keskkonna suhteline dielektriline läbitavus (ϵ_r). Georadar mõõdab aega elektromagnetimpulsi saatmisest selle registreerimiseni ning selle tõttu on peegeldussügavuste arvutamiseks vaja teada elektromagnetlainete levikukiirust pinnases. Levikukiirus (v) aga leitakse suhtelise dielektrilise läbitavuse (ϵ_r) kaudu:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}}$$

kus c = elektromagnetlainete levikukiirus vaakumis.

Levikukiiruse leidmiseks kasutati hüperboolide meetodit, kus radaripildil esinevate hüperboolide haarade kallutatuse alusel arvutati suhtelise dielektrilise läbitavuse ning elektromagnetlainete levikukiiruse. Hüperboolid tekivad radargrammidele pinnases esinevate punktobjektidele (näiteks suurematele kividele) saabunud elektromagnetlainete peegeldustest. Georadarist välja saadetud elektromagnetlained levivad maa sees igas suunas ning selle tõttu suudavad märgata objekte enne otseselt nende peale jõudmist. Seega, kui georadariga üle sellise punktobjekti käia, moodustub radargrammile hüperboolikujuline kujutis.

Funktsiooniga “hüperbool” (*hyperbola*) mõõdeti igalt profiililt 1 – 3 hüperbooli (kokku 159) ning iga välitöödel käidud päeva kohta leiti vastavad dielektrilised läbitavused (joonis 4A). Väärtuste erinevused tulenevad pinnase niiskusesisaldusest ehk kaudselt ka uuringutele eelnenud päevade ja nädalate sademete hulgast. Sügavuste arvutamisel kasutati elektromagnetlainete kiiruste mediaanväärtusi (Tabel 1).



Joonis 4. Näide hüperboolide meetodi kasutamisest dielektrilise läbitavuse määramisel profiilil salajoe140903e. Punane kõrver joonisel A tähistab üht hüperbooli, mille permittiivsuseks on 11,16 ning mis annab elektromagnetlainete kiiruseks 8,98 cm/ns. Joonisel B on radargramm viidud vastavusse pinnase topograafiaga. Sinine joon tähistab aluspõhja lasuvat pinda.

Tabel 1. Keskkonna dielektrilised läbitavused hüperboolide meetodil ja vastavad elektromagnetlainete levikukiirused.

Kuupäev	Mõõtmiste arv	Dielektriline läbitavus (-)		Elektromagnetlainete kiirus (cm/ns)	
		Keskmine	Mediaan	Keskmine	Mediaan
10.08.2014	50	8,3	8,0	10,4	10,6
03.09.2014	73	10,2	9,5	9,4	9,7
18.09.2014	16	8,8	8,6	10,1	10,2
31.10.2014	20	15,8	14,8	7,6	7,8

Järgnevalt oli võimalik radargramm viia vastavusse absoluutkõrgustega, kasutades “topograafia” funktsiooni (*Topography*). Kõrguste info tugines Maa-ameti LIDAR-andmetel. Läbilõigetelt leiti võimaluse korral (vastavalt kogemusele ja pildi selgusele) aluspõhja lasuva pinna peegeldus kasutades mustrierinevusi (joonis 4B). Pinnakatte muster on tavaliselt aluspõhja omast

kaootilisem. Aluspõhja kivimites esineva koostiselise kihilisuse tõttu (tingitult näiteks savikamate ja savivaesemate kivimite vaheldumisest) võib ka radargrammidel aluspõhja piirkond olla kergelt kihiline. Kihid peaksid ka välja tulema ebaühtlaste vahedega.

Aluspõhja lasuv pind märgistati käsitsi, kasutades funktsiooni “annotatsioonid” (*Annotations*). Vastavalt radargrammile klikiti punkte kas umbes 10 või 5 meetri tagant. Edasi andis tarkvara igale valitud punktile automaatselt selle asukoha. Saadud läbilõigete tõlgenduste alusel koostati aluspõhja reljeefi ja pinnakatte paksuse kaardid, kasutades kaardistamistarkvara MapInfo Professional 10.5 ja Vertical Mapper. Kaartide koostamisel rakendati interpolatsioonimeetodit “*Inverse distance weighting*”, kus määrati elemendi suuruseks 2 m, otsinguraadiuseks 200 m, kuva suuruseks 60 m ja eksponendiks 1. Kaardi taustaks kasutati Maa-ameti LIDAR-andmete alusel koostatud varjutatud reljeefi kaarti.

3.3 Elektromeetrilised tööd karstialal ja saadud andmete interpreteerimine

Elektromeetriliste uuringute käigus kasutati eritakistuse tomograafilist meetodit (ERT – *Electrical Resistivity Tomography*), millega uuriti eritakistuste nii lateraalset kui ka vertikaalset muutust. Mõõtmistel kasutati aparatuuri P.A.S.I. Polares. Korrage maandati 48 elektroodi, mis olid seatud 2-meetriste vahedega (liini kogupikkus 94 m). Liinid orienteeriti risti arvatava Salajõe voolu ja seega karstiala kulgemise suunaga (joonis 3). Kevadisel mõõtmisel prooviti korrata pikima sügisel mõõdetud liini (liin 3) asetust, et võimaluse korral iseloomustada erijuhtivuse ajalisi variatsioone.

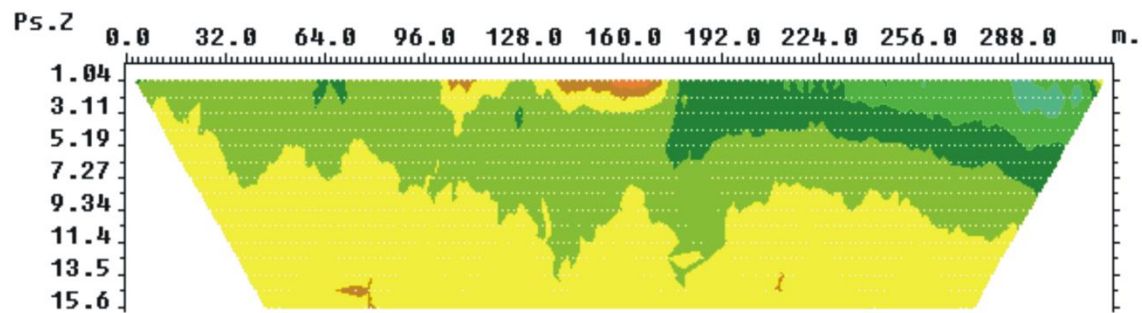
Mõõtmistel kasutati Wenner'i konfiguratsiooni (nt. Herman, 2001), kus kaks äärmist elektroodi on toiteelektroodid ning kaks sisemist on vastuvõtuelektroodid. Ümberlülituste käigus muudeti elektroode kord toite-, kord vastuvõtuelektroodideks, ning nende omavahelist kaugust. Pärast iga liini mõõtmist nihutati seda 32 m (ehk 16 elektroodi) võrra edasi. Selline meetod andis kattuvad mõõtmised, mille abil sai mõõtmistulemuste kvaliteeti kontrollida ning vealised mõõtmistulemused eemaldada.

Järgnevalt sorteeriti saadud andmed. Välja jäeti mõõtmistulemused, mille väärtus oli üle 800 või alla 50 Ω m, sest suure tõenäosusega on äärmuslikud mõõtetulemused tulnud mõne mõõtevea tõttu. Samuti jäeti välja mõõtmistulemused, mille faasinihe oli üle 20 kraadi. Tulemusi interpreteeriti ja illustreeriti tarkvaraga RES2DINV (GEOTOMO SOFTWARE, Malaysia).

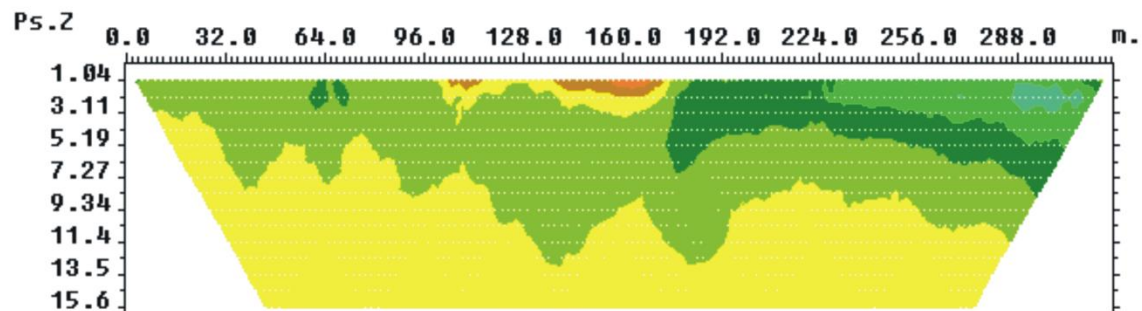
Inversiooni käigus üritatakse luua eritakistuse mudel, millest arvutuslikult voolu läbi juhtides saadakse näiveritakistuse väärtused, mis oleks võimalikult sarnased tegelikele mõõdetud väärtustele. Mudel on matemaatiline kujutis ning koosneb sünteetilisest andmestikust tegelikkuse kohta ja on saadud matemaatiliste suhete ja mudeli parameetrite läbi. Selleks kasutab RES2DINV vähimruutude meetodit ning erinevaid kasutaja poolt seatud piiranguid. Vähimruutude meetodi puhul parandatakse esmast mudelit, nii et vigade ruutude summa oleks algse andmestiku ja saadud mudeli vahel minimaalne. Programm jaotab maa-aluse 2D mudeli hulgaks risttahukateks, kus proovitakse igale risttahukale määrata eritakistuse väärtus, mis oleks kooskõlas mõõdetud tulemustega. Samas ei pruugi kõige madalama võimaliku ruutkeskmise veaga mudelid olla kõige paremas kooskõlas tegelike geoloogiliste oludega (Loke, 2015). Seetõttu kasutati antud uuringus mudeleid, mis polnud kindla profiili kohta kõikidest saadud mudelitest kõige väiksema ruutkeskmise veaga. Seega sai kõikidest profiilidest võetud neljanda iteratsiooni tulemused.

Inversiooni käigus saadakse igast mõõteliinist kolm läbilõiget (joonis 5). Esimene läbilõige näitab mõõdetud näiveritakistuse väärtusi. Teine läbilõige näitab programmi poolt arvutatud mudeli näiveritakistuste väärtusi. Kolmandal profiilil on näha tarkvara poolt loodud tegelike eritakistuste jaotuse mudelit ning arvutatud eritakistuse mudeli ruutkeskmist viga.

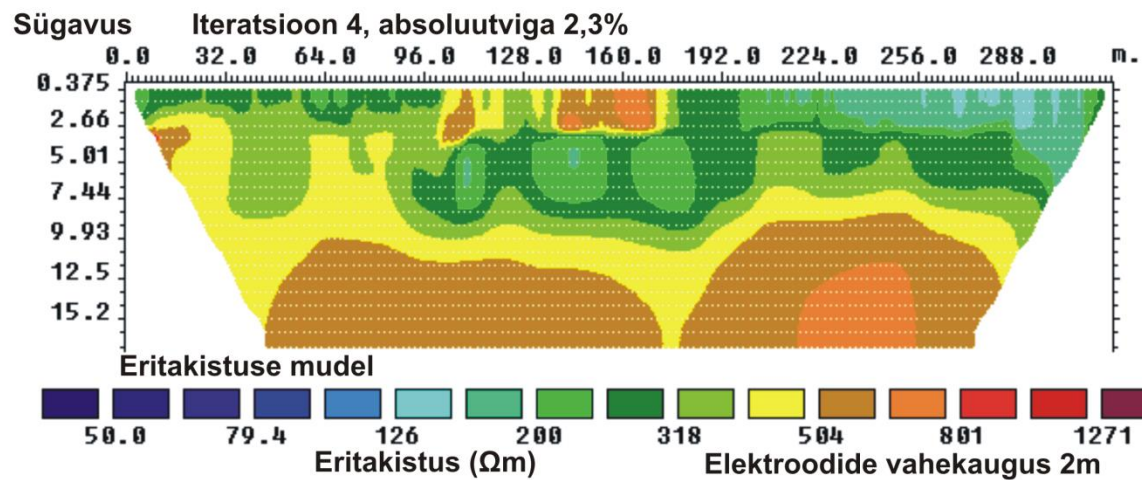
Mudelite koostamisel on programmil kõige suurem vabadus modelleerida profiili piirkondades, kus mõõtepunkte on kõige vähem. Selle tõttu võib väikeseid eritakistuse anomaaliaid esineda just profiili alaosas ja külgedel. Niisuguste anomaaliade vältimiseks tuli seadetest valida funktsioon, mis kahandaks mudeli loomisel külgmiste risttahukate mõju (*Reduce effect of side blocks*).



Mõõdetud näiveritakistuste läbilõige



Arvutatud näiveritakistuste läbilõige

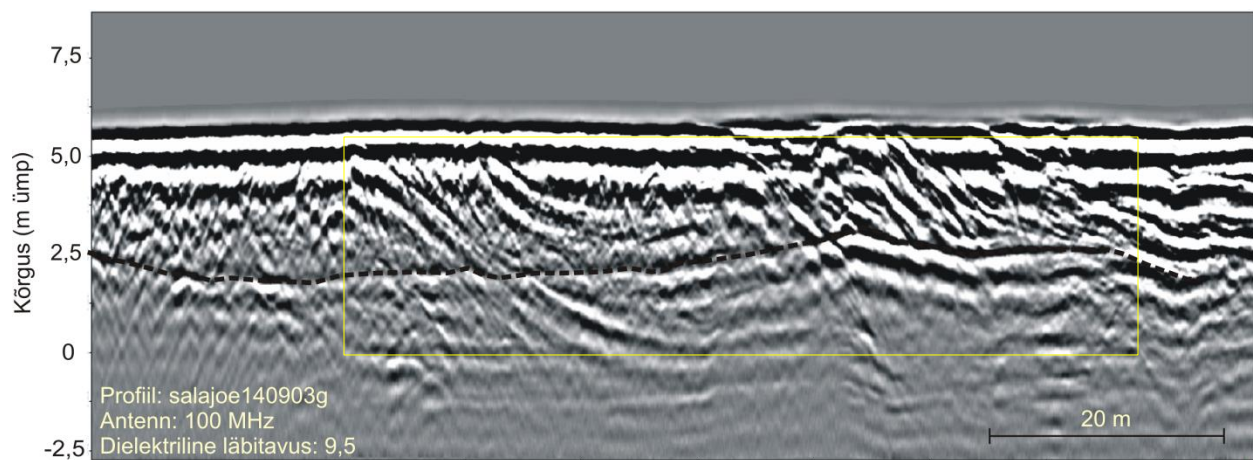


Joonis 5. Eritakistuste jaotus liini 2 näitel.

4 Tulemused

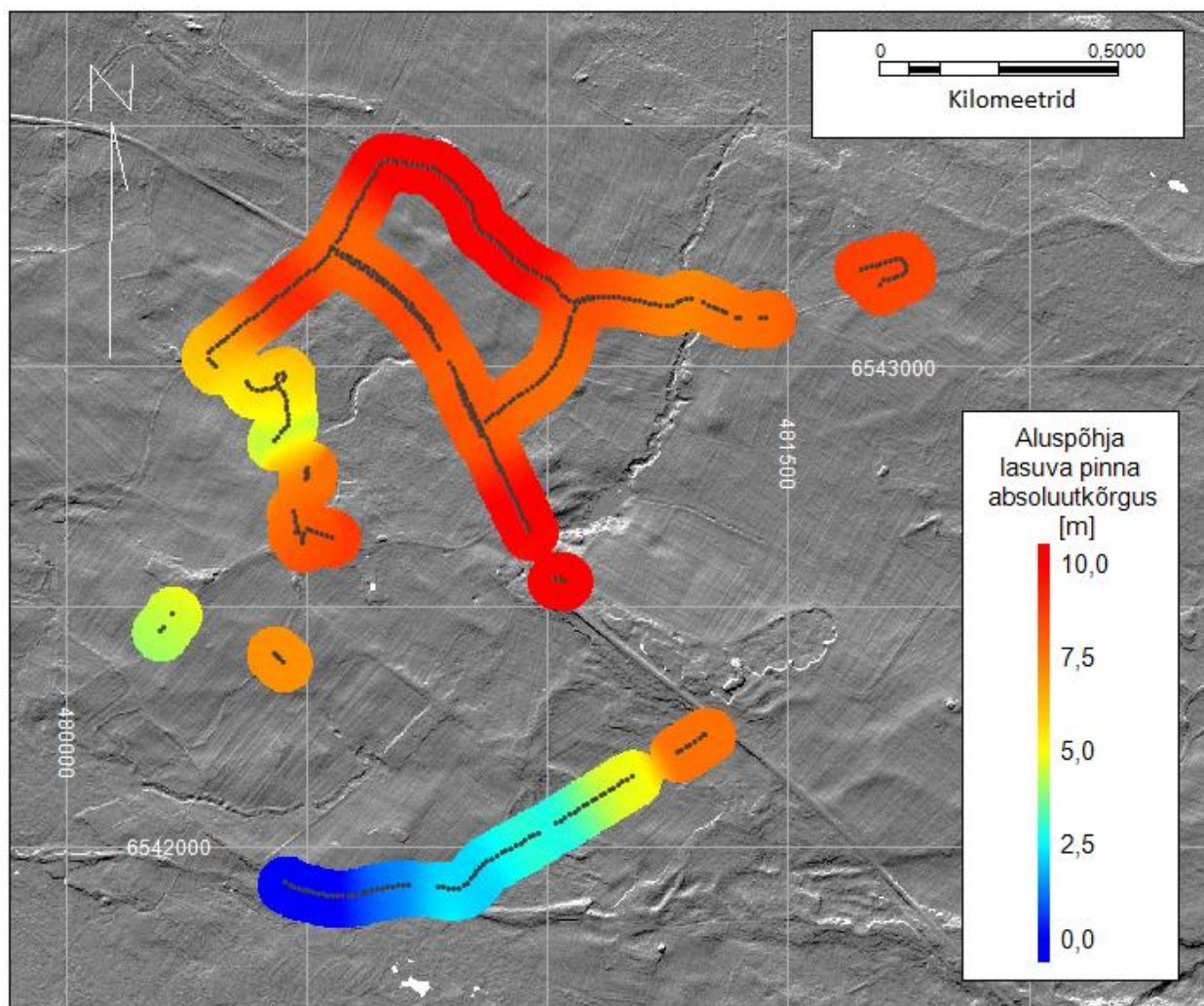
4.1 Georadar

Peaaegu kõigi georadari profiilide ülaosas esines moreenile vastav “säbruline” muster (nt joonis 4). Selle mustri seas leidis ka üsna palju hüperboole, mis on arvatavasti tekitatud moreenis esinevate suuremate veeriste poolt. Moreen on hea elektrijuhtivusega (Davis ja Annan, 1989) ja seega hea elektromagnetlainete leviku varjestaja, mistõttu valdaval enamusel radargrammidel moreeni lamamiks olevat keskkonda ei ilmnenu. Veel võis profiilil salajoe140903g (joonis 6) radargrammil näha rannasetetele omast mustrit, mida teistel profiilidel ei täheldatud.

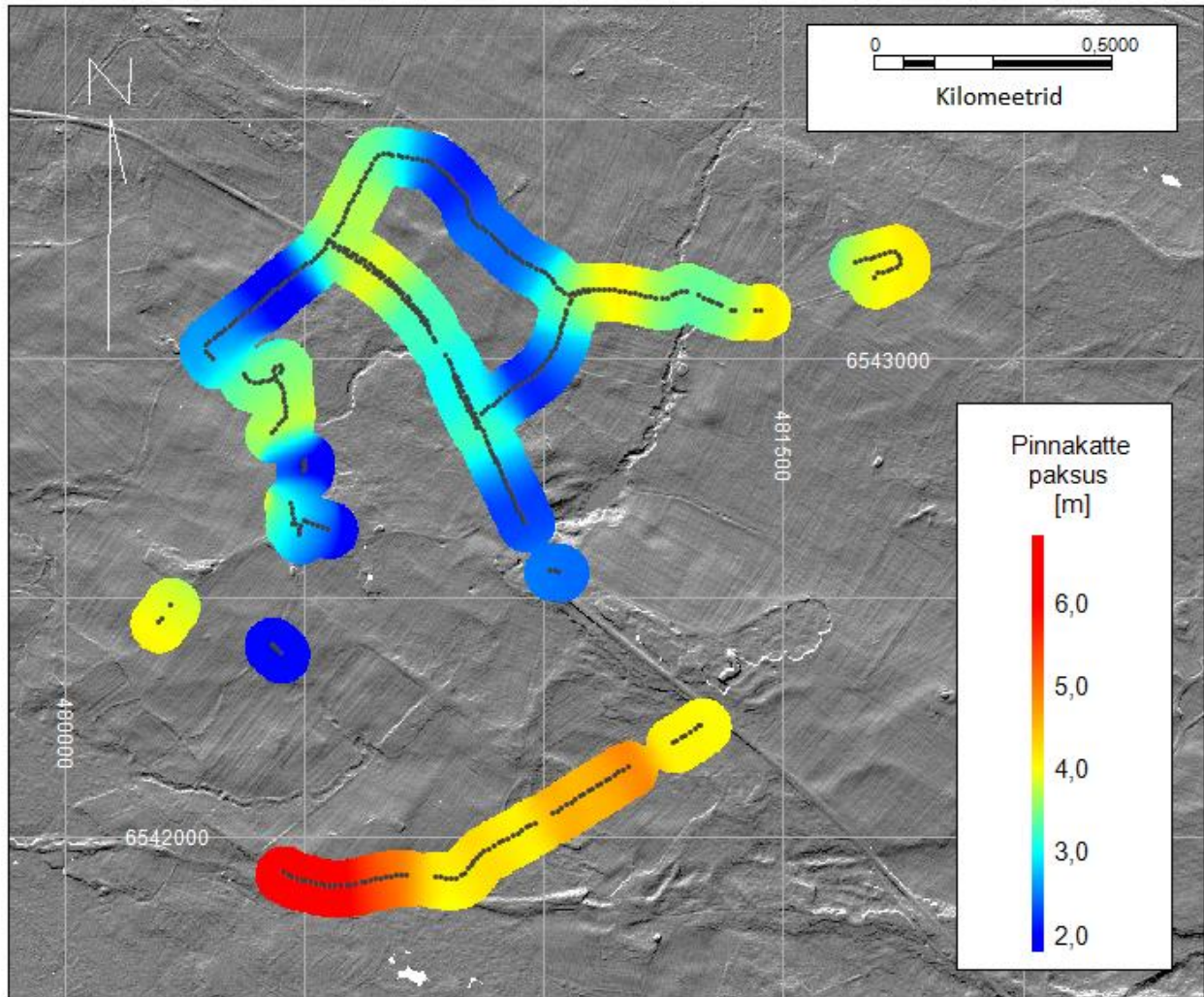


Joonis 6. Võimalikud rannasetted (kollane kast) profiilil salajoe140903g. Punktiiriga on toodud pinnaveetase. Profiili asukoht on toodud joonisel 2.

Aluspõhja lasuva pinna absoluutkõrgus jääb vähemikku 0 kuni 10 meetrit üle mere pinna (joonis 7), kusjuures pind langeb edela suunas. Pinnakatte paksus on lokaalselt varieeruv (joonis 8). Suuremas plaanis võib näha, et uuringuala põhjaosas on pinnakatte paksus väiksem (2 – 4 m) ning lõuna-edela suunas suurem (kuni 6 m)

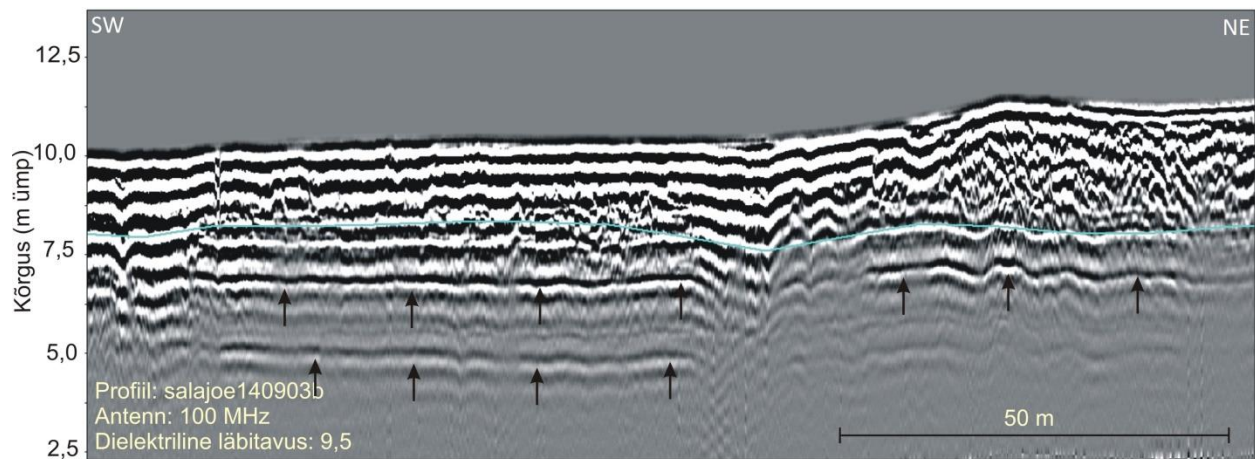


Joonis 7. Salajõe piirkonnas georadaritööde tulemuste põhjal loodud aluspõhja lasuva pinna absoluutkõrguse kaart. Informatsioon on kogutud radargrammidelt, kus aluspõhja lasuv pind oli määratletav.



Joonis 8. Salajõe piirkonnas georadaritööde tulemuste põhjal loodud pinnakatte paksuse kaart. Informatsioon on kogutud radargrammideelt, kus aluspõhja lasuv pind oli määratletav.

Karstistruktuuride kindlaksmääramine radariprofiilidelt osutus keerukaks eelkõige pinnakatte suurest paksusest tingitud aluspõhjakivimeid kirjeldava nõrga signaali ning tõenäoliselt ka struktuuride endi väikese suuruse tõttu. Karstinähtudena interpreteeritavaid mustreid leiti näiteks profiililt 140903b (joonis 9), kus pinnakatte paksus oli väiksem (2 – 3 m). Sellel esines mitmel tasemel suurema amplituudiga aluspõhjasisesid peegeldusi, mille esinemise algust ja kadumist ei saa seletada signaali neeldumise muutustega lasuvates setetes. Profiilil võib näha paralleelseid suurema amplituudiga aluspõhjasisesid peegeldusi mitmekümne meetrilaiuse vööndina. Kohati märgatav aluspõhja “krobeline” lasuv pind viitab pindmise karsti nähetele.



Joonis 9. Radargrammil leitud karstitunnused (mustad nooled) ja tõlgendatud aluspõhja pealispind (sinine joon). Profiili asukoht joonisel 2.

4.2 Elektromeetriliste mõõtmiste tulemused

Sügiseste käikude ajal Salajõe karstialal mõõdeti 3 elektromeetrilist liini (joonised 4 ja 10). Liinide numeratsioon vastab nende mõõtmisjärjekorrale. Kõige kirdepoolsem, jõe neelukohtadele lähemal ja lühem on liin 2. Sealt edasi edela suunas on liin 3, mis on pikim mõõdetud liin. Kõige edelapoolsem ja Tiberna augule kõige lähemal on liin 1. Kõikidelt profiilidelt võib näha, et maa-alune läbilõige on kahekihiline. Ülemine kiht on väga muutlike eritakistuste väärtustega, eriti pinnakatte maapinnalähedane osa. Eritakistuste väärtused varieeruvad seal vahemikus 50 - 1300 Ωm . Oma rolli võivad mängida pinnase muutlik niiskus ja koostise erinevused. Alumise kihi eritakistus on väiksema muutlikkusega (ligikaudu 100 – 400 Ωm). Lubjakivi eritakistuse väärtuseks on suuremas jaos üle 400 Ωm . On näha, et erinevusi pinnakatte ja aluspõhja vahel esineb, aga neid kahte kihti omavahel ühemõtteliselt piiritleda pole võimalik.

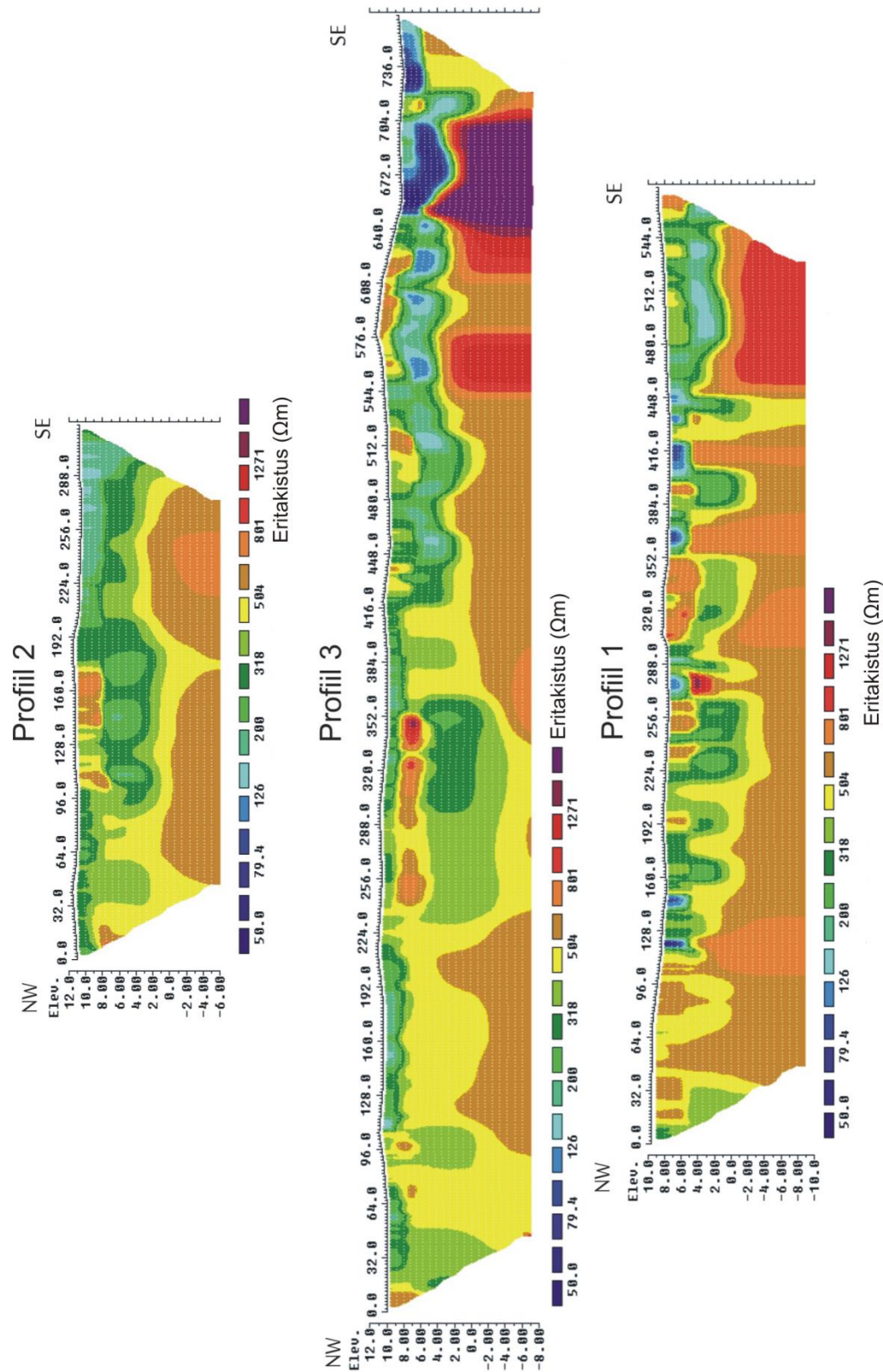
Kõigil kolmel eritakistuse läbilõikel on näha profiilide kaguosas suhteliselt väikese eritakistusega ala, kus eritakistuste väärtusteks on 100 – 300 Ωm (liinil 2 kaugusel >250 m, liinil 3 kaugusel >450 m ja liinil 1 kaugusel >450 m). Selle põhjuseks võivad olla nii karsti kui ka näiteks savirikkama pinnase esinemine, millest viimane variant on tõenäolisem. Lisaks esineb liini 3 kaguosas piirkond (kaugusel >650 m), kus leidub kohati väga madalaid eritakistuse väärtusi (50 – 100 Ωm). See võib olla tingitud pinnase kõrgest veeküllastusastmest ja/või ka erinevast pinnase koostisest. Kohe selle piirkonna all on profiilil näha ühte teist ala, kus on väga kõrged eritakistuse väärtused (>1000 Ωm). See tuleneb asjaolust, et selle piirkonna peale sai mõõdetud

kõige vähem punkte, mistõttu programmil on olnud seal osas kõige suurem vabadus improviseerida. Seega praegusel juhul pole liinil 3 kaugusel 600 – 700 m tegemist kõrge eritakistusega geoloogilise kehaga vaid modelleerimisveaga.

Välitöödel tuvastati liini 1 vahetus läheduses kaks langatuslehtrit kaugusel 70 ja 105 m. Lisaks olid kaugusel 30 – 60 m jälgitavad väiksemad lohud läbimõõduga 0,5 – 1,5 m ning sügavusega 0,2 – 0,4 m. Ükski neist struktuuridest pole läbilõigetel eritakistuste anomaaliaena nähtav.

Veel on kõikidel läbilõigetel näha pinnakatte alaosas või aluspõhja ülaosas asetsev mõõduka eritakistusega (vahemikus 150 – 400 Ω m) piirkond. Liinil 2 asub see kaugusel 80 – 200 m, profiilil 3 kaugusel 220 – 360 m. Profiilil 1 pole see piirkond nii ühtlane, kuid võiks jääda vahemikku 110 – 450 m. Nendel kaugustel paistab profiilidel olevat sama sügavuse kohta kõrgemad eritakistuse väärtused kui nendest kaugusvahemikest väljaspool. Lisaks, kui kaardil tõmmata joon karstioru edelapoolse lõpu ja Tiberna augu vahele, siis lõikab see joon kõiki neid kolme piirkonda. Seega võib tegemist olla potentsiaalsete karstinähtudega. Kohe nende kõrgemate eritakistuste väärtustega piirkondade kohal asuvad alad, mida iseloomustavad tunduvalt kõrgemad eritakistuse väärtused (umbes 400 – 1200 Ω m). Nende laikude esinemise põhjuseid võib olla mitmeid. Kuna pinnase eritakistuse väärtused sõltuvad pinnase koostisest ja veesisaldusest, siis neid muutusi võibki seletada elektrit vähem juhtiva materjali esinemisega või pinnase veesisalduse vähenemisega. Viimane variant sobiks hästi karstistruktuuride esinemise korral. Kui pinnakatte all on lõhelised kivimid, siis saab pinnases esinev vesi imbuda nendesse pragudesse, mistõttu pinnase veesisaldus väheneb ning elektromeetrilistel profiilidel näeb see välja madalamate eritakistuste väärtustena võrreldes ümbritseva alaga.

Profiil 3b, mida mõõdeti kevadel ning mis pidi kordama profiili 3, on 96 m lühem kui sügisene profiil. Profiilil puuduvad korduvmõõtmised kaugusel 672 – 768 m. Nende kahe läbilõike omavaheline võrdlus on välja toodud arutelu osas.



Joonis 10. Eritakistuse läbilõiked.

5 Arutelu

Mõnituhat aastat tagasi oli Salajõe piirkond veel veega kaetud (Saarse *et al.*, 2003). Tänu glatsioisostaasiale on maapind aegamisi kerkinud (praegu umbes 2 – 3 mm aastas; Vallner *et al.*, 1988) ja selle tõttu ka veetase alanenud. Heinsalu (1984) oletas, et karstisüsteem eksisteeris ka enne viimast jääaega ning pakkus välja võimaluse, et mõned karstiallikad võivad praegusel ajal eksisteerida mere all. Kuna kindlad tõendid nende kahe väite kohta puuduvad, siis siinse arutelu käigus neid arvesse ei võeta.

Kohapealsete vaatluste tulemusel oli Salajõe neeldumisalaks karstioru põhjaosa, kuhu jõgi sisse tuleb (fotod 2). 2014 sügisel oli neelamisvõime piisavalt suur, et hoida kogu ülejäänud org veevabana. Kogu org täitus veega alles kevadise suurvee ajal, kui vee vooluhulk ületas maapinna neelamisvõime. Suurvee ajal, nagu ka Heinsalu (1984) on maininud, oli vett ka Tiberna augus, kust saab alguse Tiberna jõgi. Kaugemal ja madalamal asuvad allikad (joonis 1) on aastaringi veega täidetud.



Foto 2. Vasakul on Salajõgi 30.10.14 ning paremal 20.03.15.

Radariprofiilides, kus aluspõhjastruktuurid olid nähtavad, viitavad suurema amplituudiga aluspõhjasisesed peegeldused väljalahustumise nähetele (joonis 9). Sellised vööndid levivad Salajõe karstiorust loode ja lääne suunas mitmekümne meetri laiuste ribadena. Seal on tegemist reljeefi poolest madalama alaga, kus Heinsalu (1984) andmetel eksisteeris suurvee ajal Sarapiku oja (joonis 2). Peegeldused viitavad sellele, et tegemist on peenete struktuuridega ning võiksid suuruse poolest jääda cm ja dm vahemikku. Salajõe hoiualal aga ei õnnestunud radargrammidel analoogilisi nähte leida. Seda paksu moreenikihi tõttu, mille tõttu polnud radargrammidel isegi

märgata aluspõhja lasuva pinna peegeldusi. Salajõe karstioru ja Tiberna augu vahelisel alal andsid aga maa-aluste olude kohta aimu elektromeetrilised profiilid (joonis 10). Profiilidel võis näha selgete ühemõtteliste piiride puudumist karstistruktuuride ja ümbriskivimi vahel. Pigem levisid potentsiaalselt karstinähte esindavad piirkonnad laiade ebamääraste vöönditena. See viitab nii karstistruktuuride väikestele vertikaalsetele mõõtmetele kui ka maa-aluse „jõe“ tugevale hargnemisele. Viimane toetab ka Heinsalu (1984) väidet jõe tugeva hargnemise suhtes. Tema idee põhines küll piirkonna edelaosas paiknevate allikate laial levikualal ja maa-aluse jõe kohal väheste karstistruktuuride esinemisel. Kuna juba karstijõe neeldumusala oli üsna lai, siis võib ka arvata, et maa all toimub vee liikumine väga laias ulatuses.

Elektromeetriliste mõõtmiste puhul saab korduvmõõtmiste inversiooni (*“Time-lapse resistivity inversion”*) kasutades kindla profiili ulatuses omavahel võrrelda teatud aja tagant mõõdetud maasiseste eritakistuste väärtusi. See on leidnud praktilist kasutust näiteks pinnase küllastumata tsooni veesisalduse muutuste ja saasteainete leviku uurimisel (Barker ja Moore, 1998). Profiilide erinevusi võib modelleerida ja esitada mitmel moel. Üheks võimaluseks, mida oli võimalik ka antud uuringu käigus rakendada, on esitada läbilõige eritakistuse protsentuaalsete muutuste näol (*Display percentage change in resistivity*). See näitab hilisema andmestiku protsentuaalset erinevust võrreldes varasema andmestikuga (joonis 11). Teiseks sobilikuks võimaluseks oli luua mudel veeküllastuse protsentuaalsetest muutustest pinnases (*Display percentage desaturation*) mõõtmistevahelise aja jooksul (joonis 12). Viimane lähtub eeldusest, et toimub algse olukorra suhtes veeküllastusastme vähenemine ning seetõttu on küllastusastme vähenemise määral positiivsed väärtused.

Kummagi mudeli osas paistab silma, et ligikaudu viiekuulise ajavahemikuga saadud andmed erinevad üksteisest vähe. Nii eelduste kui ka vaatluste tulemuse põhjal võiks hoopis arvata, et kevadisel perioodil oli karstisüsteemis rohkem vett. Omapärane on ka asjaolu, et mudelitel paistavad kevadised maa-alused eritakistused olevat kõrgemad sügisestest, mis viitab pigem pinnase veesisalduse vähenemisele.

Mudelid saavad olla nii täpsed, kui on nende lähteandmed ning modelleerija poolt seatud piirangud ja seaded. Kuigi kevadise mõõtmise eesmärk oli võimalikult täpselt korrata sügisest profiili 3, ei saa garanteerida, et seda praktikas ideaalselt teha suudeti. Näiteks määrati profiili alguspunkt käsi GPSiga, mis võib olenevalt oludest, anda mõnemeetrise asukohavea. Samuti ei

pruugitud kevadel elektroode paigutada täpselt samale joonele, kus kohas sügisel mõõdeti. Lisaks võisid erineda elektroodide maandamise tingimused. Mitmed väikesed asjaolud kokku võivadki anda väikese muutlikkuse eri aegadel mõõdetud profiilidele. Suurte erinevuste puudumiste tõttu võib väita, et mõlemad saadud eritakistuste profiilid on oma olemuselt samasugused. See omakorda võiks jälle viidata sellele, et maa-alused vee liikumise käigud on väga väikesemõõtmelised ja kahe profiili väikese erinevuse tõttu ka kuivemal ajal mingil määral veega täitunud.

Elektromeetriliste mõõtmiste puhul mängib rolli ka vee keemiline koostis. Jõevesi kannab karstilõhedesse raskesti lagunevat peenikest orgaanilist ainet ja liikuvat mineraalset setet. Veerikastel perioodidel satub sealsesse põhjavette suurem orgaanilise aine lisa (Osjamets ja Metsur, 2012). Vee (keemilise) koostise sesoonne muutus on üks tegur, millega siinses uuringus ei ole arvestatud. Samas ei tohiks (lahustunud) ainete aastaajalised eeldatavad kontsentratsioonilised erinevused olla niivõrd äärmuslikud, et üldpildis elektromeetriliste uuringute tulemusi mõjutada.

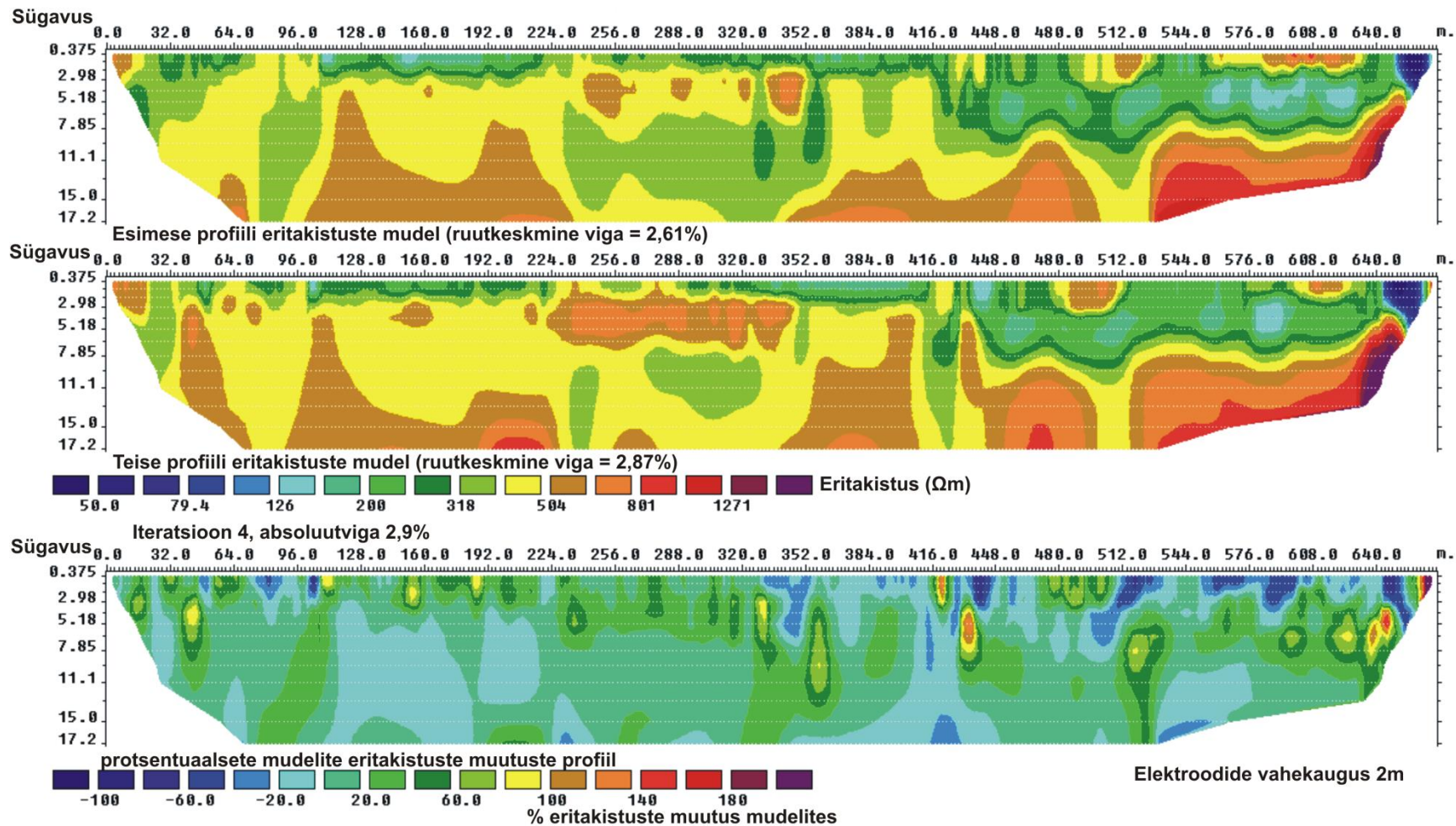
Mingil määral mängib rolli ka elektroodkonfiguratsioon, mida eritakistuse mõõtmistel kasutatakse. Igal konfiguratsioonil on omad positiivsed ja negatiivsed omadused. Näiteks dipool-dipool elektroodkonfiguratsioonil võib olla Wenner'i suhtes mitmeid eeliseid kitsaste maa-aluste tühemike kindlaks tegemisel (Pánek *et al.*, 2010), aga kipuvad üldjoontes andma kõrgema ruutkeskmise vea. Seega tulemused oleksid ehk võinud olla kohati teistsugused mõne teise elektroodkonfiguratsiooni kasutamisel.

Võib oletada, et ka Salajõe karstioru ja Tiberna augu vahelisel alal toimub vee voolamine mitmel tasandil mööda kivimisiseseid lõhelisi kihipindu, nagu oli näha Sarapiku oja puhul joonisel 9. Aegamööda on saanud vesi lahustada käike aina sügavamale maa sisse ja sealt edasi laieneda horisontaalselt. Sügavnemist on soodustanud ka näiteks glatsioisostaatilise maakerke tulemusena meretaseme alanemine, mis on kaasa toonud põhjavee taseme alanemise maapinna suhtes. Kihilise voolamise korral oleksid kõige kõrgemad kivimikihid kõige laiema veevooluga ning sügavuse kasvades vee vooluteed aina kitseneksid. See tähendab, et kunagi võis põhiline vee väljavool toimuda Tiberna august ning on aegamööda järjest neeldumisalast kaugemale (reljeefis madalamale) liikunud. Tulevikus võib väljavool veelgi edasi mere suunas (edelasse) liikuda. Kui tegemist on tõepoolest mitmekihipinnalise veevooluga pole elektromeetiline meetod suutnud

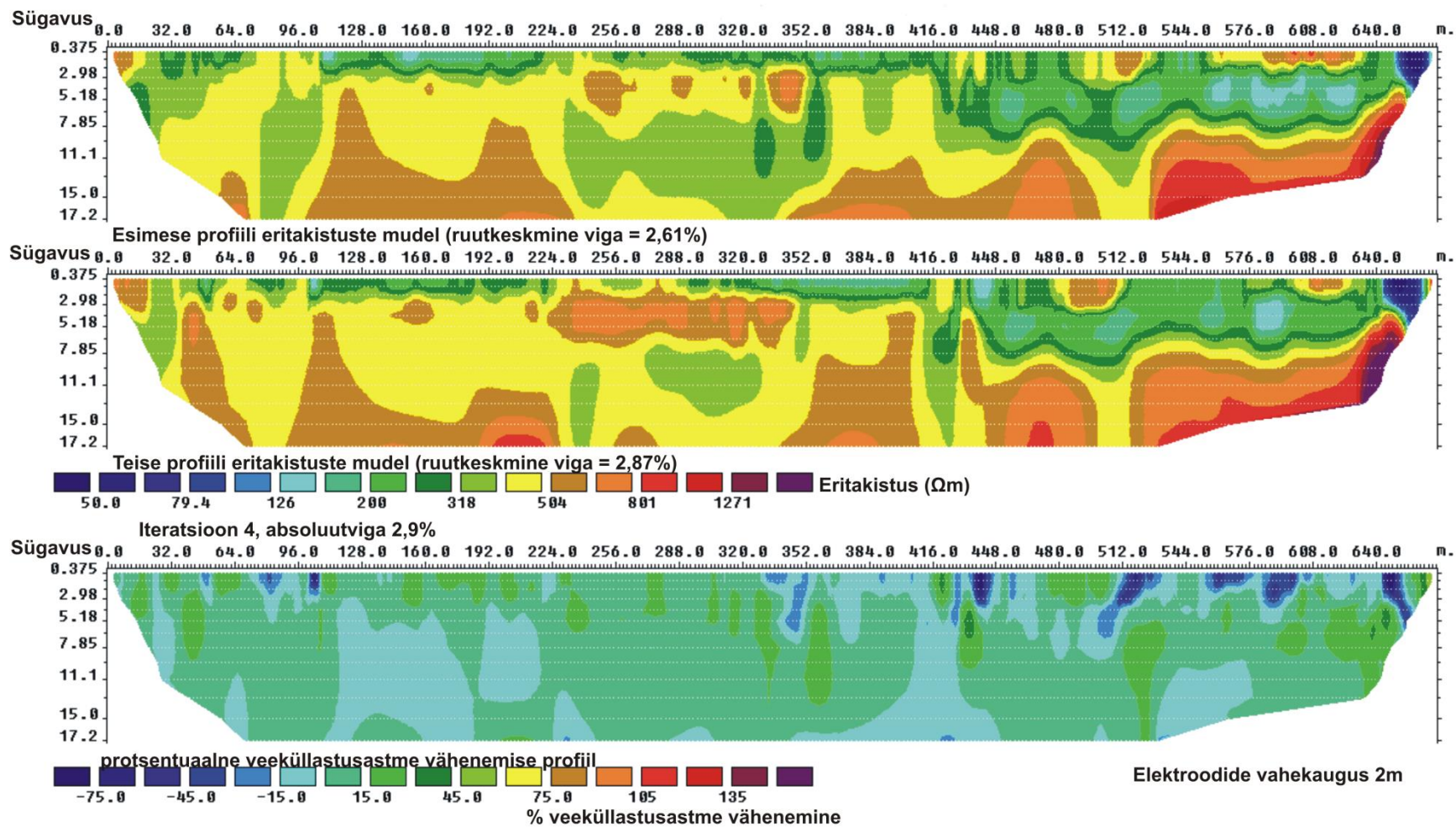
neid kihte omavahel eraldada, vaid on märkinud piirkonna ära üldise laiema madalamate eritakistuste väärtustega alana.

Samuti ei tasu piirduda mõttega, et karstinähtused on seotud ainult Salajõe jõe endaga. Pole välistatud, et Niibi turbarabast tulenev agressiivne vesi pääseb lahustama kivimeid kusagil mujal piirkonnas rabast edela ja lääne suunas (lühim tee mereni). Võttes arvesse arvatava põhjavee voolu suuna (ida-lääne suunas), siis läbi kivimipragude põhjavette jõudes võib rabavesi kaasa tuua lahustumisnähte palju suurema levialaga.

Pinnakatte paksuse tõttu oleks raske leida ka teisi geofüüsikalisi uurimismeetodeid, mida saaks karstialal rakendada.



Joonis 11. Profiili 3 eritakistuse protsentuaalne muutus 03.10.2014 ja 20.03.2015 mõõtmistel.



Joonis 12. Profiilil 3 veeküllastuse muutus sügiseste (03.10.2014) ja kevadiste (20.03.2015) mõõtmiste alusel.

6 Kokkuvõte ja järeldused

Salajõe karstialal ning selle ümbruses mõõdeti georadariga profiile kogupikkusega 21,2 km ja neli elektromeeetrilist profiili kogupikkusega 2,32 km. Georadariga saadud andmete põhjal koostati kaardid aluspõhja lasuva pinna absoluutkõrguse ning pinnakatte paksuse kohta. Võimaluse korral täheldati ära piirkonnad, kus radargrammidelt võis leida karstile viitavaid tunnuseid. Sügisel mõõdeti kolm elektromeeetrilist profiili ning kevadel korrati neist pikimat. Sügisese ja kevadise elektromeeetrilise profiili vahel leiti erinevusi, kasutades erinevaid modelleerimise meetodeid. Kõik elektromeeetrilised liinid asetati Salajõe hoiualale risti arvatava maa-aluse jõe voolusuunale.

Salajõe karstialal ning selle lähiümbruses ei tulnud tihti paksu moreenikihi tõttu radargrammidel välja aluspõhja lasuvat pinda ega aluspõhjasisesid karstitunnuseid. Salajõe hoiualal, kus suurem osa maa-alusest veevoolust peaks eeldatavasti paiknema, ei saadud ühtegi asjalikku georadari profiili. Selgeid karstitunnuseid oli radargrammidel väga vähe näha ning need jäid pigem Salajõe karstiorust loode ja lääne suunas, kus pinnakate oli õhem.

Salajõe hoiualalt saadud elektromeeetrilised profiilid olid ainukesteks tolle piirkonna uurimise viisiks. Nendel profiilidel leidis küll mitmeid potentsiaalselt karstinähte esindavaid piirkondi, kuid täie kindlusega neid karstinähtudeks nimetada ei saa. Selgust ei toonud ka kevadised korduvmõõtmised, kus saadud elektromeeetriline profiil ei erinenud palju sügisest profiilist. Kõigi eelduste kohaselt oleks pidanud kevadine suurvee aeg mõjutama ka mõõtmistulemusi. Väikesed erinevused kahe saadud profiili vahel võib lugeda mõõtmisvigade arvele.

Nii georadari kui elektromeeetriliste tööde tulemusel saab tõdeda, et maa-alused karstistruktuurid on väga väikesemõõtmelised ning maa all tugevalt hargnenud. Sügisese ja kevadise elektromeeetrilise profiili sarnasuse tõttu võiks arvata, et suurt veehulga muutust polnud nähtud karstisüsteemis toimunud. Võib oletada, et maa-aluste karstivormide esinemine ei piirdu ainult Salajõe karstioru ja Tiberna augu vahelise maa-alaga, vaid esineb kogu piirkonnas Niibi rabast lääne ja edela suunas.

7 Tänuavaldused

Soovin tänada oma juhendajaid, Jüri Plado ja Argo Jõelete, kes olid valmis mind enda tiiva alla võtma ning mulle oma aega pühendama. Soovin tänada ka Tavo Ani, kes ustavalt käis välitöödel kaasas ning kes panustas selle töö valmimisse oma füüsilise jõu ja hea tujuga.

8 Studies of Salajõe karst area using ground-penetrating radar (GPR) and electrical resistivity tomography method.

Salajõe karst (Läänemaa, Lääne-Nigula parish) is the most significant karst area in Western Estonia. Salajõe river disappears underground through various sinkholes and then emerges again through many springs at lower terrain after more than 600 meters to west and southwest. Salajõe river gets its aggressive water from nearby Niibi bog. There have been no detailed geological studies of this karst site.

The aim of this thesis was to study the karst area using ground-penetrating radar and electrical resistivity tomography. A total of 21,2 km of GPR profiles and 2,32 km of electrometric profiles were measured at the karst site and its immediate surroundings. Three resistivity profiles were measured in autumn, the longest profile was repeated in spring. Results from these two measurements were then compared.

Results from both geophysical methods were hindered by the thick till layer (> 3 m) covering the underlying limestone. It was hard to detect the clear electromagnetic wave reflections from the limestone, let alone any karst features in it. Where the bedrock reflections were seen, the absolute height was noted and maps of bedrock topography and thickness of covering till were created. A few karst features have been noted on radar profiles, but they were located away from the main karst area, which suggests that karst processes are very prone to wider area.

There were some areas on the electrical resistivity tomography profiles that potentially link to the karst features. Differentiating karst features from the surrounding limestone was problematic because the resistivity differences were small (for possible karst features 150-400 Ωm and limestone > 400 Ωm). It can be proposed that the features themselves are very small (probably around cm to dm scale as it can be also suggested from the GPR profiles) and dispersed over a wide area. This idea is consistent with the previous visual observations from the surface.

Time-lapse resistivity profiles (measured in autumn and spring with time difference of 5 months) looked virtually the same. Some minor differences can be attributed to inaccuracies in measuring process. This result was unexpected as the water flow entering the karst system in spring was visually far greater from that entering in autumn.

In this study two geophysical methods complemented each other. Thick till cover made it difficult to obtain matching data via both methods. But the results still supported the previous ideas that karst features were small in size and widely spread around.

9 Kasutatud kirjandus

- Barker, R. and Moore, J., 1998. The application of time-lapse electrical tomography in groundwater studies. *The Leading Edge* 17, 1454 – 1458.
- Carrière, S. D., Chalikakis, K., Sénéchal, G., Danquigny, C. and Emblanch, C., 2013. Combining Electrical Resistivity Tomography and Ground Penetrating Radar to study geological structuring of karst Unsaturated Zone. *Journal of Applied Geophysics* 94, 31 – 41.
- Chalikakis, K., Plagnes, V., Guerin, R., Valois, R. and Bosch F. P., 2011. Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview. *Hydrogeology Journal* 19, 1169 – 1180.
- Chamberlain, A. T., Sellers, W., Proctor, C. and Coard, R., 2000. Cave Detection in Limestone using Ground Penetrating Radar. *Journal of Archaeological Science* 27, 957 – 964.
- Davis, J. L. and Annan, A. P., 1989. Ground-Penetrating Radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical prospecting* 37, 531 – 551.
- Eichwald, E., 1852. Dritte Nachtrag zur Infusorienkunde Russlands. *Bull. de la Societe Imperiale des Naturalistes de Moscou*, II.
- Heinsalu, Ü., 1984. Salajõgi. *Eesti Loodus* 12, 792 – 795.
- Herman, R., 2001. An introduction to electrical resistivity in geophysics. *American Journal of Physics* 69 (9), 943 – 952.
- Martínez-Moreno, F. J., Galindo-Zladívar, J., Pedrera, A., Teixido, T., Ruano, P., Peña, J. A., González-Castillo, L., Ruiz-Constán, A., López-Chicano, M. and Martín-Rosales, W., 2014. Integrated geophysical methods for studying the karst system of Gruta de las Maravillas (Aracena, Southwest Spain). *Journal of Applied Geophysics* 107, 149 – 162.
- Moor, U., 1933. Pugemeid ja tõusmeid Läänemaal. *Loodusvaatleja* 1, 27.
- Müür, R., 2005. Salajõe maastikukaitseala. *Eesti Loodus* 12, 26 – 27.
- Osjamets, M., Metsur, M., 2012. Niibi turbamaardla kuivendusvee mõju uuring Salajõe ja Riguldi jõgede ning neid ümbritsevate kaevude vee kvaliteedile. AS Maves, Tallinn.

Pánek, T., Margielewski, W., Tábořík, P., Urban, J., Szura, C., 2010. Gravitationally induced caves and other discontinuities detected by 2D electrical resistivity tomography: Case studies from the Polish Flysch Carpathians. *Geomorphology* 123, 165 – 180.

Pirrus, E., 2007. Karst Eestis. MTÜ GEOGuide Baltoscandia, Tallin, 32.

Puurmann, E., Rennu, H., Sula, A., Kattai, K., Saue, A., Huugen, A., Selart, T., Paljumets, M., Valker, M., 2010. Salajõe maastikukaitseala kaitsekorralduskava 2013 – 2022.

Roth, M. J. S., Mackey, J. R., Mackey, C. and Nyquist, J. E., 2002. A case study of the reliability of multielectrode earth resistivity testing for geotechnical investigations in karst terrains. *Engineering Geology* 65, 225 – 232.

Storz, H., Storz, W. and Jacobs, F., 2000. Electrical resistivity tomography to investigate geological structures of the earth's upper crust. *Geophysical Prospecting* 48, 455 – 471.

Šumanovac, F. and Weisser, M., 2001. Evaluation of resistivity and seismic methods for hydrogeological mapping in karst terrains. *Journal of Applied Geophysics* 47, 13 – 28.

Talu, J., 1968. Veed voolavad maa all. “Tööraha Lipp”, 26.03.

Vallner, L., Sildvee, H., and Torim, A., 1988. Recent crustal movements in Estonia. *Journal of Geodynamics* 9, 215 – 223.

Vilberg, G., 1921. Salajõed ja maa-alused koopad Eestis. *Sirvilaudade XXV juubeliaasta lisa*, 31 – 60. Tartu.

Vilberg, G., 1923. Kodumaal rännates II, 63. Tallinn.

Loke, M. H., 2015. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. [<http://www.geotomosoft.com/coursenotes.zip>] (13.04.2015)

Lihtlitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja lõputöö üldsusele kättesaadavaks tegemiseks

Mina, Kaidi Sarv,

1. annan Tartu Ülikoolile tasuta loa (lihtlitsentsi) enda loodud teose Salajõe karstiala uuringud georadari ja eritakistuse meetodi abil,

mille juhendajad on Jüri Plado ja Argo Jõelett,

1.1.reprodutseerimiseks säilitamise ja üldsusele kättesaadavaks tegemise eesmärgil, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace-is lisamise eesmärgil kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja lõppemiseni;
1.2.üldsusele kättesaadavaks tegemiseks Tartu Ülikooli veebikeskkonna kaudu, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace'i kaudu kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja lõppemiseni.

2. olen teadlik, et punktis 1 nimetatud õigused jäävad alles ka autorile.

3. kinnitan, et lihtlitsentsi andmisega ei rikuta teiste isikute intellektuaalomandi ega isikuandmete kaitse seadusest tulenevaid õigusi.

Tartus, **28.05.2015**